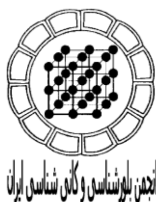
مجله
بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۶۸۳ تا ۶۹۶



کانی‌شناسی، شیمی‌کانی و دما-فشارسنجی مجموعه سنگ‌های دگرگونی منطقه وهنان واقع در غرب الوند (همدان)

فاطمه مرادی[1]، علی‌اصغر سپاهی‌گرو[1,2*]، مهسا طهماسبی[1]

۱-گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
۲-گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۱۱/۳۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۳/۶)

چکیده: مجموعه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی منطقه وهنان در غرب شهر همدان و توده نفوذی الوند جزئی از بخش شمالی نوار سنندج-سیرجان هستند. این مجموعه دگرگونی از سنگ‌های اسلیت، گارنت میکاشیست، گارنت استارولیت شیست و آمفیبول شیست در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و شیست‌های لکه‌دار، میکا هورنفلس، اپیدوت آمفیبول هورنفلس و کردیریت هورنفلس در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی تشکیل شده‌اند. مجموعه کانی‌های بررسی شده از این سنگ‌ها شامل بیوتیت، گارنت، استارولیت، آمفیبول و کردیریت هستند. تجزیه‌های شیمیایی با ریزپردازشگر الکترونی ترکیب گارنت بیشتر در قطب آلماندن، ترکیب بیوتیت‌های آهن دوست و آمفیبول‌ها از نوع اکتینولیت هستند. استارولیت‌ها با ترکیب غنی از آهن و کردیریت‌ها دارای ترکیب میانه (آهن-منیزیم‌دار) هستند. دماسنجی براساس تک‌کانی بیوتیت در گارنت استارولیت شیست‌های لکه‌ای دمای حدود $^{\circ}C$ ۵۵۵ نشان می‌دهد و با روش زوج کانی گارنت-بیوتیت، دمایی حدود $^{\circ}C$ ۵۱۱ مشخص شد همچنین با توجه به حضور استارولیت و نبود کیانیت و سایر کانی‌های فشار متوسط- بالا، فشار ۳ تا ۴ کیلوبار براورد می‌شود. پایداری مجموعه گارنت + استارولیت در این سنگ‌ها نیازمند حضور مقادیری آب در محیط است. نوع دگرگونی منطقه مورد بررسی شباهت به محیط زمین‌ساختی نواحی فرورانش دارد.

واژه‌های کلیدی: *استارولیت؛ کردیریت؛ دما-فشارسنجی؛ همدان؛ فرورانش.*

مقدمه

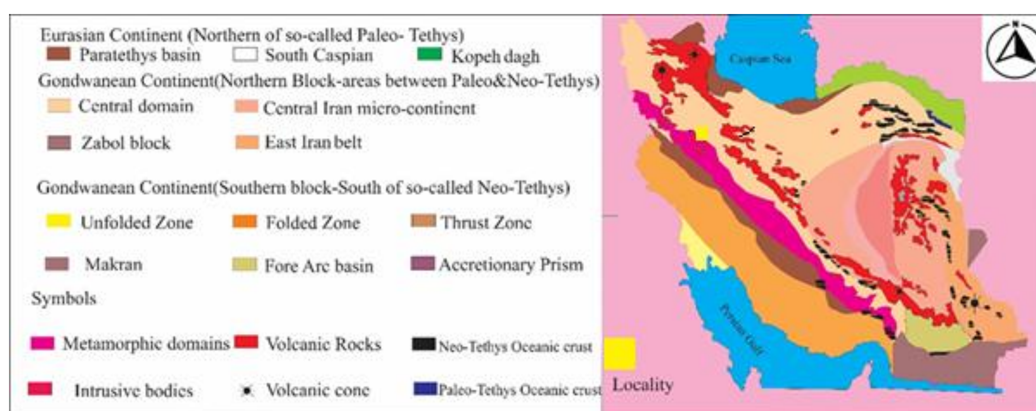
در اثر فرورانش اقیانوس نئوتتیس که در بین قاره آفریقا، عربستان و ایران مرکزی در جنوب اورازیا قرار دارد، پهنه سنندج سیرجان شکل گرفته است [۱-۳]. این پهنه یک کمربند ترافشاری راستگرد بوده که دستخوش دگرشکلی و دگرگونی پویایی طی دوره ژوراسیک تا اواخر ائوسن شده است [۲]. از مناطق مختلف این پهنه دگرگونی-آذرین نفوذی گزارش‌های دما-فشار متفاوتی ارائه شده است [۴-۸]. به عبارتی، دگرگونی‌ها در بخش‌های مختلف این پهنه یکسان نیستند. مجموعه دگرگونی وهنان در ۱۵ کیلومتری غرب شهر همدان در شمال پهنه سنندج-سیرجان واقع است (شکل ۱). در منطقه همدان، سنگ‌های دگرگونی از دیدگاه‌های متفاوت بررسی شده‌اند (برای مثال، [۵-۷]. از آنجا که دما-فشار مجموعه دگرگونی‌های مناطق غرب وهنان تاکنون به طور کامل بررسی نشده‌اند، در این پژوهش، با بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی به ویژه بررسی شیمی کانی‌های گارنت، آمفیبول، کردیریت، بیوتیت و استارولیت، دما-فشارسنجی به ویژه زمین-دماسنجی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی انجام شده است. نتایج این پژوهش به شناسایی تاریخچه تغییر دما-فشار دگرگونی بخشی از منطقه همدان به عنوان بخش مهمی از پهنه زمین ساختاری سنندج-سیرجان کمک شایانی می‌نماید.

موقعیت زمین‌شناسی

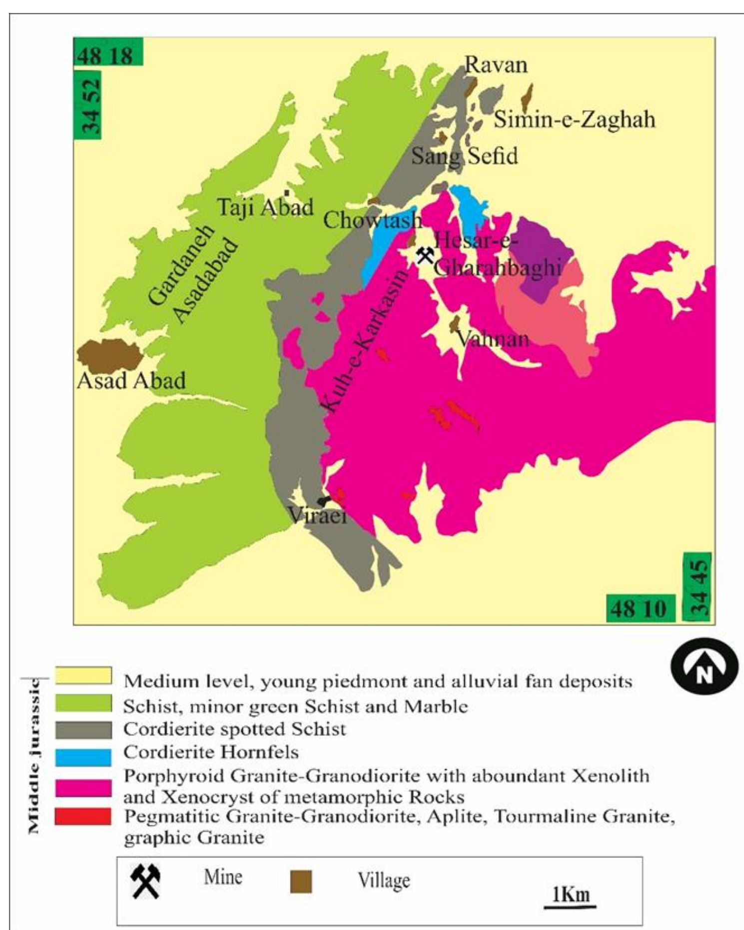
مناطق غرب وهنان شامل چوتاش و حصارقره‌باغی کنار ژرف سنگ الوند و در جنوب شهرستان بهار قراردارند (شکل ۲). این

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۸۳۱۲۲۱۶۹، نمابر: ۰۸۱۳۸۳۸۱۴۶۰، پست الکترونیکی: sepahi@basu.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.683]



شکل۱ نقشه پهنه‌های رسوبی- ساختاری فلات ایران که منطقه مورد بررسی با مربع زرد مشخص شده‌است.



شکل۲ نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه مورد بررسی.

مناطق با روند شمال غرب-جنوب شرق در مرز بین پهنه ایران مرکزی و زاگرس در پهنه با دگرشکلی پیچیده یعنی پهنه سنندج-سیرجان قرار دارند. در این منطقه، سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی رخنمون دارند. تشخیص ساختارهای اولیه در سنگ‌ها باتوجه به رخداد دگرگونی دشوار است، اما چینه-بندی سنگ‌های دگرگون شده حتی در درجه‌های بالا دیده می‌شود به طوری که در هورنفلس‌ها، لایه‌های غنی از کوارتز و فلدسپات و لایه‌های غنی از میکا، کردیریت و آلومینوسیلیکات-ها (لایه‌های تیره) از هم قابل تشخیص هستند. در مناطق مورد پژوهش، سنگ مادر سنگ‌ها تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ است.

سن سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی منطقه از پرکامبرین تا تریاس و ژوراسیک [۳، ۴، ۹] در نظر گرفته شده است و دگرگونی آنها به ژوراسیک میانی، پسین و یا کرتاسه نسبت داده می‌شود. گسترده‌ترین رخنمون‌های پیش از سنوزوئیک در منطقه مجموعه اسلیت است. توالی سنگ‌شناسی موجود در منطقه به صورت: سنگ‌های پیشین از ژوراسیک تا ژوراسیک پسین شامل فیلیت، ماسه سنگ و توف‌های دگرگون شده و شیست، هورنفلس و میگماتیت است. شیل، اسلیت، مارن، لایه-های نازک آهک، ماسه سنگ، کوارتزیت و سنگ آهک بخش دیگری از سنگ‌های ژوراسیک هستند. ماسه‌سنگ و کنگلومرا، آهک مارنی، آهک دولومیتی و شیل مجموعه سنگ‌های کرتاسه هستند. سنگ‌های الیگومیوسن شامل کنگلومرای قاعده‌ای، آهک مارنی و آهک هستند. در این منطقه و نواحی کنار آن، رسوب‌های پالئوسن و ائوسن دیده نمی‌شوند ولی رسوب‌های الیگومیوسن حضور دارند که به صورت دگرشیب بر رسوب‌های کرتاسه یا اسلیت‌های ژوراسیک قرار دارند. قاعده رسوب‌های الیگوسن شامل از کنگلومرا، ماسه سنگ و لای سنگ قرمز است. رسوب‌های کواترنر که به دلیل حاصلخیز بودن منطقه زیر پوشش گیاهی قرار دارد، بیشتر رسوب‌های سخت نشده و نهشته‌های رودخانه‌ای هستند.

روش انجام پژوهش

با استفاده از عکس‌های هوایی و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تویسرکان سازمان زمین شناسی در سال ۲۰۰۰ که مناطق مورد نظر را دربردارد، زمین‌شناسی منطقه بررسی شد. سپس طی بازدیدهای صحرایی، تعداد ۱۶۰ نمونه از سنگ‌های دگرگونی برداشت گردید. برای بررسی‌های سنگ‌نگاری، ۷۰ مقطع نازک دگرگونی با میکروسکوپ قطبشی بررسی شدند. سپس، چهار نمونه مقطع نازک صیقلی از سنگ‌های دگرگونی منطقه شامل ۵۰ نقطه از کانی‌های آمفیبول، کردیریت، بیوتیت، گارنت و استارولیت در شرکت فرآوری مواد معدنی ایران (ایمیدرو کرج) با ریزپردازشگر الکترونی (EPMA) مدل SX ساخت شرکت CAMECA فرانسه با شدت جریان ۲۰nA، ولتاژ ۱۵kV، فشار

Torr $^{-۷}$۱۰× ۴، استاندارد فلز مس و متوسط زمان شمارش، ۱۵ ثانیه برای هر عنصر تجزیه نقطه‌ای شدند. از نرم افزارهای مختلف چون AX, GIS برای تفسیر نتایج تجزیه‌ها و رسم نمودارها و نقشه استفاده شد.

سنگ‌نگاری

براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های دگرگونی منطقه از دو گروه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل اسلیت، گارنت میکاشیست، آمفیبول شیست، ترمولیتیت و ترمولیت شیست در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت همچنین سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شامل شیست لکه‌ای استارلیت‌دار و شیست لکه‌ای گارنت‌دار در حد رخساره شیست سبز و نیز انواع هورنفلس‌ها چون میکا هورنفلس، اپیدوت آمفیبول هورنفلس و کردیریت هورنفلس در حد رخساره هورنبلندهورنفلس تشکیل شده‌اند.

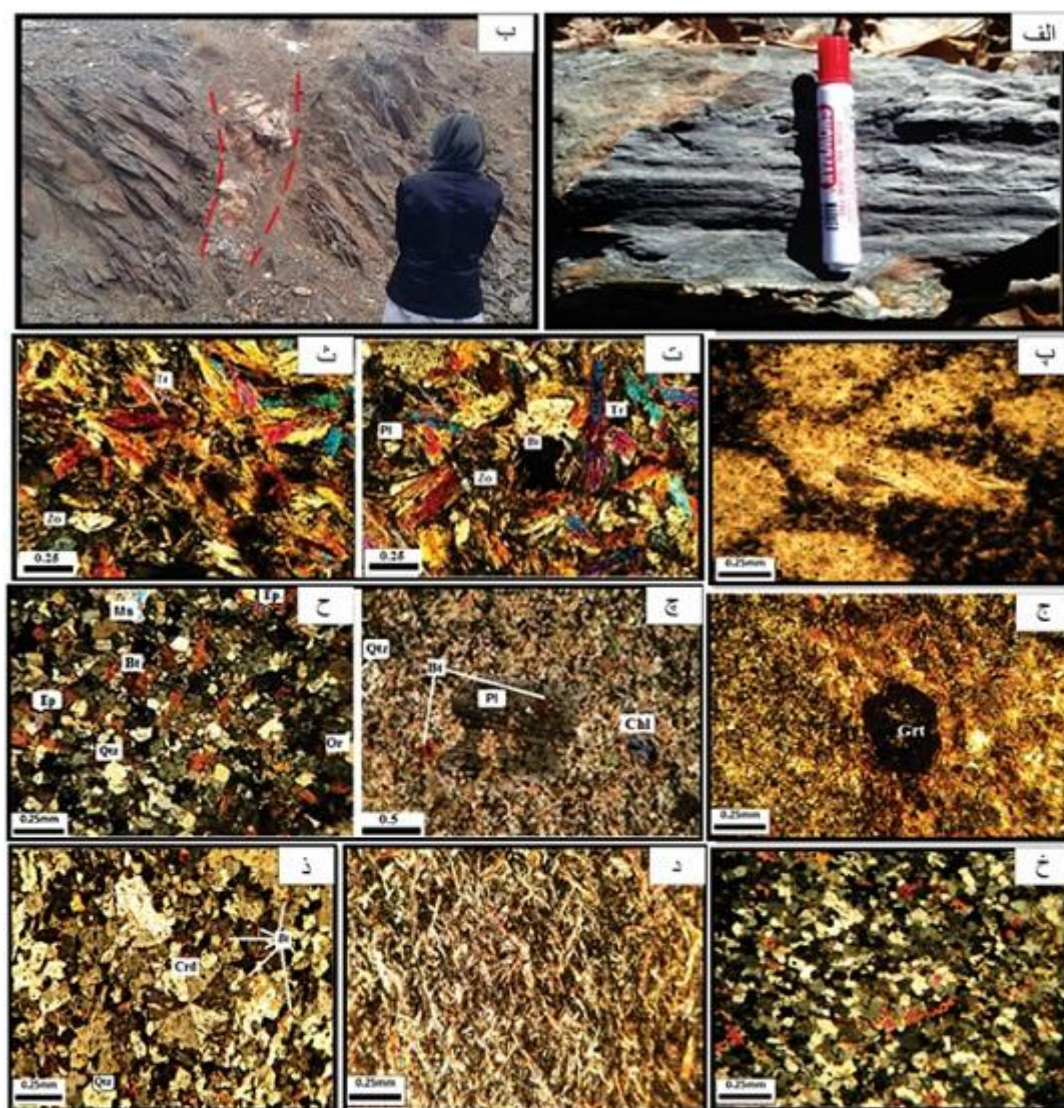
ضخامت ظاهری مجموعه سنگ‌ها در محل بیرون زدگی-های منطقه به طور متوسط چهار تا پنج کیلومتر است.

اسلیت: اسلیت‌های منطقه در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره و دارای ساخت ورقی هستند. آنها ریزدانه هستند و بافت اصلی سنگ اسلیتی است، اما بافت لکه‌ای در آن دیده می‌شود و اغلب لکه‌ها از سریسیت تشکیل شده‌اند. بافت تخته سنگی (اسلیتی) ناشی از موازی قرار گرفتن سیلیکات‌های صفحه‌ای است که اغلب به صورت جهت‌یافتگی ترجیحی صفحه‌ای بروز میکند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل بیوتیت، سریسیت و کوارتز و کانی‌های فرعی اکسید آهن و گرافیت هستند (شکل-های ۳ ب پ).

گارنت میکاشیست: این سنگ‌ها به رنگ خاکستری تیره تا سیاه و متوسط دانه تا ریزدانه هستند. بافت این سنگ‌ها اغلب شکفته بلوری است (شکل‌های ۳ ب ج چ) و گارنت‌ها شکفته بلوری-های سنگ را تشکیل می‌دهند. گارنت در این سنگ‌ها اغلب نیمه شکل‌دار بوده و دارای بافت غربالی و دربرداری‌هایی از کانی‌های گرافیت، مسکویت و کوارتز است. کانی‌های اصلی سنگ شامل گارنت، بیوتیت، کوارتز و مسکوویت است و کانی-های کدر به عنوان کانی فرعی در این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

آمفیبول شیست: این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا تیره و ریزدانه تا متوسط دانه هستند. از بافت‌های دیده شده در این سنگ‌ها می‌توان به بافت متقاطع و بافت پورفیری نخ‌شکفتی اشاره کرد. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل آمفیبول (ترمولیت-اکتینولیت)، کوارتز، بیوتیت و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی اسفن، آپاتیت، کانی-های کدر، مسکوویت، کلسیت، زوئیزیت-کلینو زوئیزیت و اپیدوت هستند.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.683]



شکل۳ الف) تصویر ماکروسکوپی از ترمولیتیت. ب) تصویر صحرایی از رگه کوارتزی نفوذ کرده در شیست‌ها در غرب وهنان، دید به سمت شمال غرب. پ) تصویر میکروسکوپی از شیست لکه‌ای در نور قطبیده صفحه‌ای (PPL). ت، ث) تصویر میکروسکوپی از ترمولیت در نور قطبیده متقاطع (XPL). ج) تصویر میکروسکوپی از بافت شکفته بلوری که طی دگرگونی در یک زمینه دانه ریز رشد کرده است. چ) تصویر میکروسکوپی از میکا هورنفلس. ح، خ) تصویر بافت دانه شکفتی در نور XPL که این بافت ناشی از رخداد بازتبلور در یک سنگ و یا رسوب های از پیش موجود است. د) تصویر میکروسکوپی از بافت نخ شکفتی در نور XPL. ذ) تصویر میکروسکوپی از کردیریت هورنفلس با ماکل ساعت شنی در نور XPL.

ترمولیتیت: این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا تیره بوده و ریز دانه تا متوسط دانه هستند (شکل‌های ۳ الف، ت، ث، خ) از بافت‌های دیده شده در این سنگ‌ها می‌توان به بافت جارویی پاپیونی و بافت نخ شکفتی اشاره کرد. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل ترمولیت–اکتینولیت (بیش از ۹۰ درصد)، بیوتیت و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز هستند. کانی‌های کدر به عنوان کانی فرعی در این سنگ‌ها حضور دارد.

شیست‌های لکه‌دار: این واحد از سنگ‌ها دورترین واحد از سنگ‌های دگرگونی مجاورتی به توده آذرین نفوذی الوند بوده که در معرض گرمای توده قرار گرفته و در واقع هم دگرگونی ناحیه‌ای و هم دگرگونی مجاورتی در آن موثر بوده و هنوز ساخت و بافت ورقی پیشین خود را حفظ کرده است. این شیست‌ها اغلب به رنگ خاکستری تیره تا روشن دیده می‌شوند و دارای لکه‌های براقی هستند که به نظر می‌رسد از فیلوسیلیکات‌ها تشکیل شده‌اند. این شیست‌ها در بیشتر نواحی دور از مرز و گرداگرد

توده آذرین نفوذی دیده می‌شوند. بافت‌های این سنگ‌ها شامل ورقه‌شکفتی، شکفته‌بلوری و لکه‌ای هستند. در مقاطع نازک این سنگ‌ها، کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، میکای سفید، گارنت، استارولیت، گرافیت و کانی‌های کدر دیده می‌شوند. لکه‌های سنگ را پولک‌های بیوتیت، میکای سفید و کانی‌های کدر می‌سازند. پولک‌های میکای سازنده گرهک‌ها یا لکه‌ها درشت‌تر از زمینه هستند و با نزدیک‌شدن به سمت تود نفوذی، اندازه پولک‌های میکا نیز درشت‌تر می‌شود.

گارنت استارولیت شیست لکه‌ای: این سنگ یک شیست لکه‌ای است که دوباره دستخوش دگرگونی مجاورتی شده است. گارنت و استارولیت شکفته بلورهای سنگ را تشکیل می‌دهند. در شیست‌های لکه‌دار، گارنت می‌تواند از واکنش زیر تشکیل شود:

کلریت + مسکویت + کوارتز= گارنت + بیوتیت + آب

گارنت در این سنگ‌ها به صورت شکفته بلورهای بی شکل است (شکل ۳ ج).

میکا هورنفلس: این سنگ به صورت توده‌ای و به رنگ خاکستری دیده می‌شود. بافت این سنگ‌ها بیشتر دانه شکفتی است (شکل‌های ۳ ح خ). کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها شامل کوارتز، بیوتیت، مسکویت و پلاژیوکلاز هستند. از کانی‌های فرعی می‌توان به ارتوکلاز، سریسیت، کلریت و کانی‌های کدر اشاره کرد.

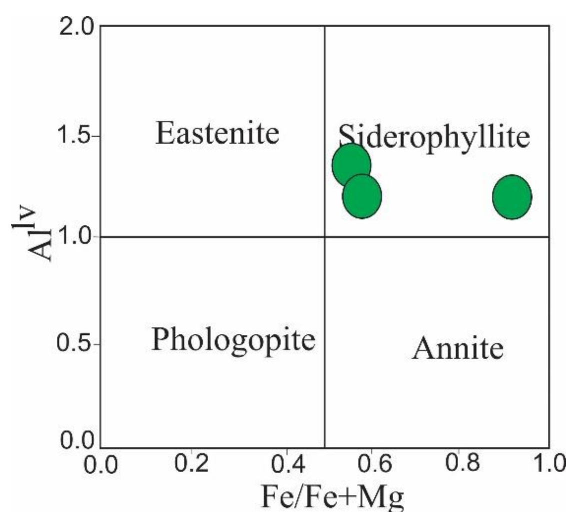
اپیدوت آمفیبول هورنفلس: **این** سنگ‌ها به رنگ خاکستری و دارای ساخت توده‌ای هستند. بافت این سنگ‌ها دانه‌شکفتی است. کانی‌های این سنگ‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول، اپیدوت و زوئیزیت-کلینوزوئیزیت هستند.

کردیریت هورنفلس: این دسته از سنگ‌ها به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند (شکل ۳ ذ) . بافت این سنگ‌ها شکفته بلوری است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها کردیریت، کوارتز، بیوتیت و به مقدار کمتر پلاژیوکلازهای دانه ریز هستند. در بررسی میکروسکوپی مقاطع نازک بلورهای کردیریت، میانبارهای بسیاری از کوارتز، مسکویت، بیوتیت و کانی کدر دیده می‌شوند. در این مقاطع، کردیریت‌ها ماکل ساعت شنی نشان می‌دهند.

شیمی کانی‌ها

تجزیه کانی‌های ریزپردازشی برای بیوتیت، گارنت، استارولیت، آمفیبول و کردیریت انجام شد که در ادامه ویژگی‌های شیمیایی آنها شرح داده می‌شود.

بیوتیت: برای بررسی ترکیب شیمیایی بیوتیت موجود درگارنت استارولیت شیست لکه‌ای، سه نقطه تجزیه شدند. تجزیه نقطه-ای این کانی بیانگر ترکیب آهن دوست آن است (شکل ۴) [۱۰]. متوسط مقدار کاتیون Ti در بیوتیت‌های تجزیه شده حدود ۰٫۱۴ است. چنانکه در جدول ۱ دیده می‌شود، مقدار K_2O در بیوتیت‌ها با افزایش درجه دگرگونی بالا می‌رود. مقدار Ti بالا در بیوتیت‌ها سبب رنگ قهوه‌ای مایل به قرمز و مقدار آهن بالا رنگ سبز را در بیوتیت‌ها سبب می‌شود. همچنین با افزایش درجه دگرگونی، مقدار منیزیم نسبت به آهن افزایش می‌یابد (جدول ۱) [۱۱]. فرمول بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن محاسبه شد.



شکل۴ تقسیم بندی بیوتیت‌ها براساس ترکیب شیمیایی، رسم شده بر پایه ۱۱ اکسیژن [۱۰].

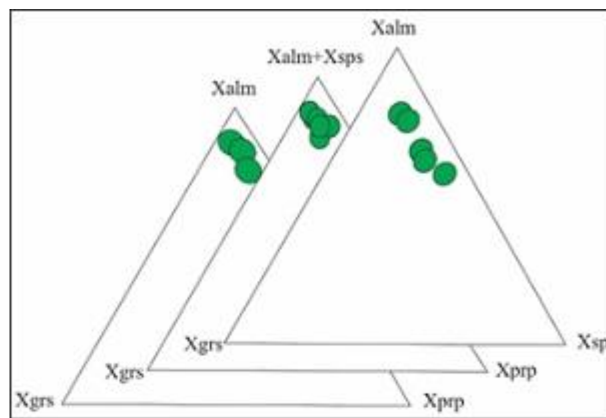
[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.683]

جدول۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی بیوتیت‌های منطقه غرب وهنان

نمونه	گارنت استارولیت شیست لکه‌ای(FM 121)		
شماره نقطه	۱	۲	۳
SiO_2(Wt.%)	۳۷٫۳۵	۳۷٫۱۶	۳۵٫۵
TiO_2	۰٫۱	۱٫۶	۱٫۶۱
Al_2O_3	۱۹٫۳۹	۲۰٫۰۵	۲۰٫۳۸
FeO	۲۷٫۶۱	۲۱٫۱۸	۲۰٫۸۲
MnO	۱۲٫۵۶	۰٫۱۴	۰٫۱۳
MgO	۱٫۶	۹٫۳۷	۹٫۱۷
CaO	۱٫۱۲	۰٫۰۶	۰٫۰۲
Na_2O	۱٫۰۱	۰٫۱۵	۰
K_2O	۰	۶٫۸۱	۷٫۱۳
مجموع	۱۰۰٫۸	۱۰۰٫۸۱	۹۴٫۷۸
مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۲۲ اکسیژن			
Si	۵٫۵۷۳	۵٫۵۰۲	۵٫۳۷۸
Ti	۰٫۰۱۱	۰٫۱۷۸۲	۰٫۱۸۴
Al	۳٫۴۱	۳٫۴۹۸۸	۳٫۶۳۹
Al(iv)	۲٫۴۲۷	۲٫۴۹۸	۲٫۶۲۲
Al(vi)	۰٫۹۸۳	۱٫۰۰۰۸	۱٫۰۱۷
Fe^{+2}	۳٫۴۴۵	۲٫۶۲۲۶	۲٫۶۳۸
Mn	۱٫۵۸۷	۰٫۰۱۷۶	۰٫۰۱۷
Mg	۰٫۳۵۶	۲٫۰۶۸۲	۲٫۰۱۷
Ca	۰٫۱۷۹	۰٫۰۰۹۵	۰٫۰۰۳
Na	۰٫۲۹۲	۰٫۰۴۳۱	۰٫۰۰
K	۰	۱٫۲۸۶۳	۱٫۳۷۸
مجموع	۱۴٫۸۶	۱۵٫۲۳۲	۱۵٫۳۰۸
Fe / (Fe + Mg)	۰٫۹۰۶	۰٫۵۵۹۱	۰٫۵۶۰
Mg / (Fe + Mg)	۰٫۰۹۴	۰٫۴۴۰۹	۰٫۴۴۰

گارنت: از مرکز به لبه دو گارنت استارولیت شیست‌های لکه‌ای، پنج نقطه تجزیه شد. فرمول گارنت بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شد. براساس نتایج به دست آمده و رسم نمودارهای تقسیم بندی گارنت‌ها مشخص شد که نقاط بیشتر درقطب آلماندین هستند، اما از پیروپ، اسپسارتین و گراسولار نیز بی‌بهره نیستند (شکل ۵، جدول ۲). براساس نتایج تجزیه‌ها، مقدار آلماندین ۷۰-۶۲ درصد، پیروپ ۹-۶ درصد، اسپسارتین ۲۹-۱۰ درصد و گراسولار ۴-۳ درصد است. با افزایش درجه دگرگونی، مقدار آلماندین و پیروپ در گارنت افزایش و مقدار اسپسارتین کاهش می‌یابد. شکل ۶ نتایج بررسی ترکیب دو بلور گارنت در گارنت استارولیت شیست‌های لکه‌ای غرب وهنان از مرکز به لبه را نشان می‌دهد. چنان که دیده می‌شود، سیر تغییرات عناصر Fe, Mn, Mg, Ca از مرکز به سمت لبه با سیر تغییرات مقدارآلماندن، اسپسارتین، پیروپ و گروسولار کاملاً همخوانی دارد. عنصرMn در هر دو کانی گارنت از مرکز به لبه کاهش می‌یابد که این کاهش بر مقدار اسپسارتین نیز موثر بوده است و مقدار آن به سمت لبه کاهش نشان می‌دهد. عنصر Ca از مرکز به لبه دریک گارنت افزایش و درگارنت دیگر کاهش می‌یابد. این سیر تغییرات با مقدار گراسولار برای هر دو کانی همخوانی دارد. این در حالی است که عناصر Fe, Mg در هر دو کانی گارنت به سمت لبه افزایش یافته‌اند و در پاسخ به این افزایش، مقدار آلمان و پیروپ نیز به سمت لبه بیشتر شده، که نشان‌دهنده رشد پیشرونده گارنت طی دگرگونی است.

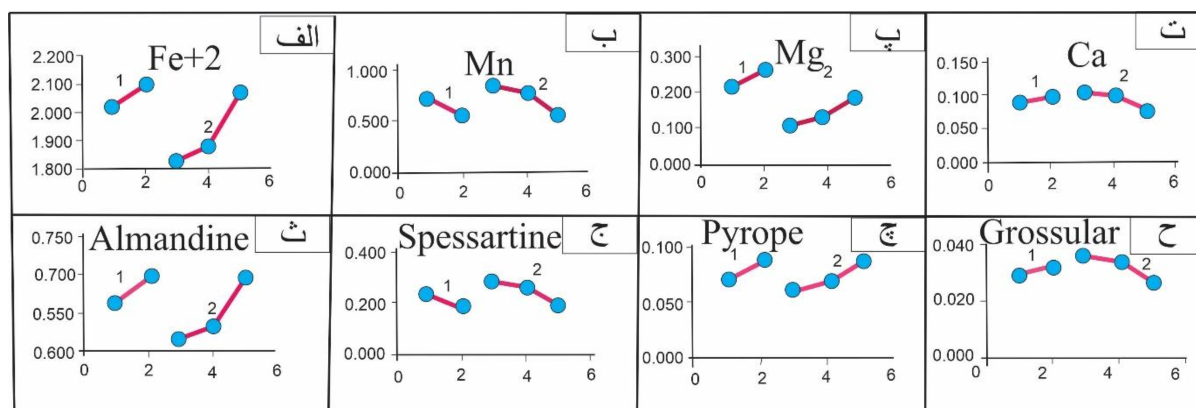
استارولیت: از نمونه گارنت استارولیت شیست لکه‌ای یک نقطه تجزیه شد. استارولیت‌های منطقه وهنان ترکیبی غنی از آهن دارند (شکل۷). نتایج تجزیه ریزپردازشی و ترکیب شیمیایی این کانی بر اساس ۴۸ اکسیژن محاسبه شد (جدول ۳). مقدار Fe# آن برابر با ۰٫۸۵ است.



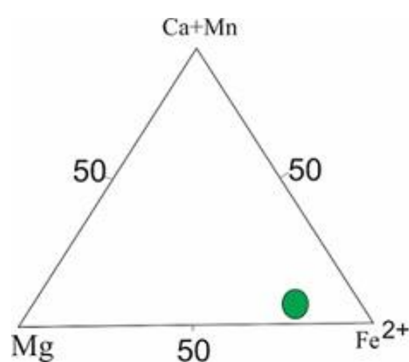
شکل۵ تقسیم‌بندی گارنت‌های منطقه مورد بررسی بر اساس ترکیب شیمیایی.

جدول۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی گارنت‌های منطقه غرب وهنان.

(FM 121)گارنت استارولیت شیست لکه‌ای					
نمونه	گارنت شماره یک		گارنت شماره دو		
نقطه	(مرکز)۱	(لبه) ۲	(مرکز)۱	۴	(لبه)۵
SiO_2(Wt.%)	۳۷٫۳۱	۳۷٫۳۲	۳۷٫۶۹	۳۷٫۶۳	۳۷٫۷۷
TiO_2	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۰۷
Al_2O_3	۲۰٫۳۶	۲۰٫۶۰	۲۰٫۳۹	۲۰٫۵۸	۲۰٫۶۳
FeO	۲۹٫۸۵	۳۱٫۰۶	۲۶٫۹۳	۲۷٫۸۷	۳۰٫۷۲
MnO	۱۰٫۳۰	۸٫۰۸	۱۲٫۴۳	۱۱٫۴۵	۸٫۳۹
MgO	۱٫۷۹	۲٫۱۶	۱٫۴۹	۱٫۶۸	۲٫۱۱
CaO	۱٫۰۵	۱٫۱۲	۱٫۲۲	۱٫۱۷	۰٫۹۲
Na_2O	۰٫۰۰	۰٫۳۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K_2O	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۱۰۰٫۸۰	۱۰۰٫۸۱	۱۰۰٫۳۲	۱۰۰٫۵۴	۱۰۰٫۶۴
مقدار کاتیون‌ها بر اساس۱۲ اکسیژن					
Si	۳٫۰۲	۳٫۰۱	۳٫۰۵	۳٫۰۴	۳٫۰۴
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Al	۱٫۹۴	۱٫۹۶	۱٫۹۵	۱٫۹۶	۱٫۹۶
Fe^{+2}	۲٫۰۲	۲٫۱۰	۱٫۸۲	۱٫۸۸	۲٫۰۷
Mn	۰٫۷۱	۰٫۵۵	۰٫۸۵	۰٫۷۸	۰٫۵۷
Mg	۰٫۲۲	۰٫۲۶	۰٫۱۸	۰٫۲۰	۰٫۲۵
Ca	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۸
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۸٫۰۰	۸٫۰۳	۷٫۹۷	۷٫۹۷	۷٫۹۸
الماندن	۰٫۶۷	۰٫۷۰	۰٫۶۲	۰٫۶۳	۰٫۷۰
پیروپ	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۹
اسپسارتین	۰٫۲۳	۰٫۱۸	۰٫۲۹	۰٫۲۶	۰٫۱۹
گروسولار	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳



شکل۶ نمودارهای ترکیب گارنت در شیست‌های لکه‌ای گارنت‌دار: الف تا ت) مربوط به ترکیب عناصر و ث-ح) مربوط به ترکیب کانی (اعضای پایانی گارنت).



شکل۷ تقسیم‌بندی استارولیت در منطقه مورد بررسی بر اساس ترکیب شیمیایی

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی و مقدار کاتیون‌ها در استارولیت منطقه غرب وهنان.

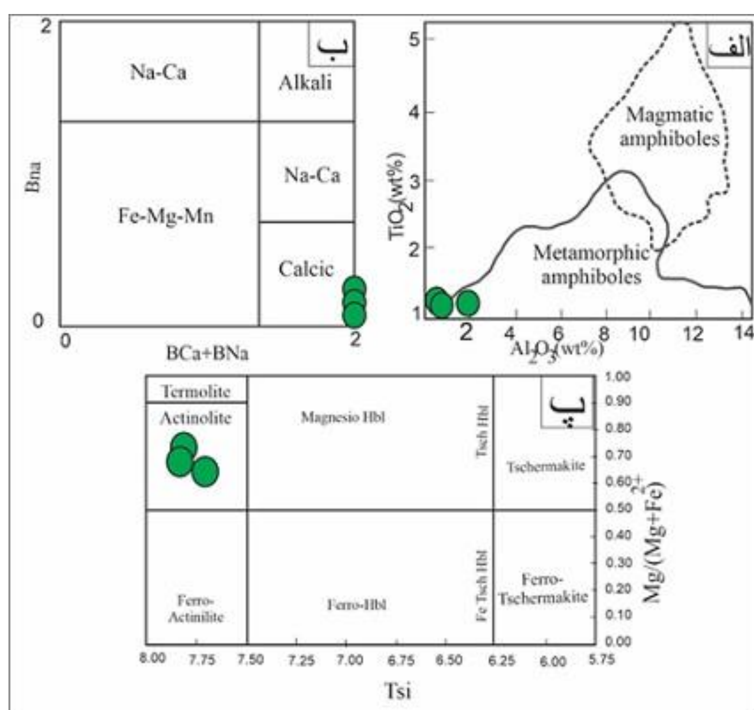
نمونه	گارنت استارولیت شیست لکه‌ای (FM ۱۲۱)
شماره نقطه	۱
SiO_2(Wt.%)	۲۸٫۵۲
TiO_2	۰٫۴۳
Al_2O_3	۵۵٫۳۴
FeO	۱۴٫۵۱
MnO	۰٫۴۵
MgO	۱٫۵۰
CaO	۰٫۰۰
Na_2O	۰٫۰۰
K_2O	۰٫۰۲
مجموع	۱۰۰٫۸۱
مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۴۸ اکسیژن	
Si	۸٫۰۴
Ti	۰٫۰۹
Al	۱۸٫۳۸
Fe^{+2}	۳٫۴۲
Mn	۰٫۱۱
Mg	۰٫۶۳
Ca	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۰
K	۰٫۰۱
مجموع	۳۰٫۶۸
Mn+Ca	۰٫۱۱

آمفیبول: از نمونه آمفیبول شیست، ۳ نقطه تجزیه شد (جدول ۴). آمفیبول‌های بررسی شده در گستره سنگ‌های دگرگونی قرار دارند (شکل ۸ الف). بر اساس نتایج تجزیه آمفیبول‌ها، با مقدار Ca بیشتر از ۱/۵ درصد و Na+k کمتر از ۰/۵ درصد در قلمرو آمفیبول‌های کلسیمی قرار دارند (شکل۸ ب). بر اساس بررسی‌ها چنان که در (شکل ۸ پ) نشان داده شده است، آمفیبول‌ها ترکیب اکتینولیت دارند. آمفیبول‌های ماگمایی سیلیس کمتر از ۷/۳ درصد دارند، در حالیکه آمفیبول‌های با سیلیس بیشتر از ۷/۳ درصد براثر فرآیند زیر خط انجماد شکل گرفته‌اند [۱۱-۱۴]. تغییرات ترکیب آمفیبول از هورنبلند به سمت اکتینولیت-ترمولیت می‌تواند در اثر دگرسانی یا دگرگونی درجه کم باشد. آمفیبول‌های ثانویه دارای سیلیسیم و منیزیم بیشتر و مقدار Ti,Al,Na,K کم‌تری هستند (شکل ۸).

کردیریت: ترکیب شیمیایی و مقادیر کاتیونی کردیریت در جدول ۵ آمده است. درکردیریت هورنفلس، سه نقطه تجزیه شدند. مقدار سیلیس ۹۶/۹۹-۴/۴ درصد، آلومینیوم۹۵-۳/۴ درصد و آهن ۱۱/۱۲-۱/۱ درصد است و کاتیون‌های آن بر اساس ۱۸ اکسیژن محاسبه شدند (جدول ۵). مقدار #Mg حدود ۴۵ درصد است. از نمودار مقدار Mg/(Mg+Mn+Fe) نسبت به Σchc= Na+K (شکل ۹) برای تقسیم‌بندی انواع کردیریت استفاده شد [۱۵]. کردیریت‌های نوع I با خاستگاه دگرگونی و انواع II,III با خاستگاه ماگمایی شناخته می‌شوند. به عبارتی، تفاوت انواع کردیریت با منطقه‌بندی آنها تعریف می‌-شود.

جدول۴ نتایج تجزیه ریزپردازشی آمفیبول‌های منطقه غرب وهنان

نمونه	آمفیبول شیست (FM 117)		
شماره نقطه	۱	۲	۳
SiO_2(Wt.%)	۵۵/۶۸	۵۵/۵۳	۵۳/۱۷
TiO_2	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۱۵
Al_2O_3	۰/۳۲	۰/۱۷	۲/۰۷
FeO	۱۲/۶۵	۱۲/۳۶	۱۳/۸۶
MnO	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۲۴
MgO	۱۷/۳۲	۱۷/۰۵	۱۵/۹۸
CaO	۱۲/۹	۱۳/۲۵	۱۱/۷۳
Na_2O	۰/۱۴	۰/۲۵	۰/۸۸
K_2O	۰/۰۱	۰/۲۰	۰/۰۴
مجموع	۹۹/۳۲	۹۸/۸۹	۹۸/۱۳
مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن			
Si	۷/۸۷۸	۷/۸۹۵	۷/۶۷۷
Ti	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۱۶
Al	۰/۰۵۳	۰/۰۲۸	۰/۳۵۲
Al(iv)	۰/۰۵۳	۰/۰۲۸	۰/۳۲۳
Al(vi)	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲۹
Fe^{+2}	۱/۴۹۷	۱/۴۷۰	۱/۶۷۴
Mn	۰/۰۳۰	۰/۰۲۵	۰/۰۲۹
Mg	۳/۶۵۳	۳/۶۱۴	۳/۴۴۰
Ca	۱/۹۵۶	۲/۰۱۸	۱/۸۱۵
Na	۰/۰۳۸	۰/۰۶۹	۰/۲۴۶
K	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۷
مجموع	۱۵/۱۶۳	۱۵/۱۵۲	۱۵/۶۰۸
Mg / (Fe + Mg)	۰/۷۰۹	۰/۷۱۱	۰/۶۷۳

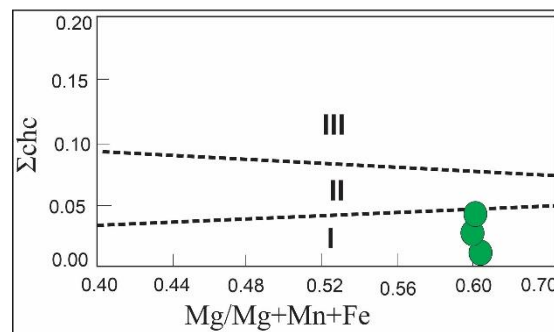


شکل ۸ الف) نمودار شناسایی خاستگاه آمفیبول [۱۳] ب) آمفیبول شیست‌ها در قلمرو آمفیبول‌های کلسیمی قرار دارند، پ) تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی [۱۴] که بر این اساس آنها در گستره‌ی اکتینولیت واقع هستند.

جدول۵ نتایج تجزیه ریزپردازشی کردیریت‌های منطقه غرب وهنان

نمونه	کردیریت هورنفلس (FM 105)		
شماره نقطه	۱	۲	۳
SiO_2(Wt.%)	۴۷٫۲۵	۴۷٫۱۹	۴۷٫۱۸
TiO_2	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Al_2O_3	۳۱٫۸۷	۳۱٫۷۸	۳۲٫۲۹
FeO	۱۲٫۶۲	۱۲٫۷۴	۱۲٫۶۸
MnO	۰٫۴۱	۰٫۳۴	۰٫۳۶
MgO	۵٫۸	۵٫۷۳	۵٫۷۷
CaO	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Na_2O	۰٫۰۰	۰٫۲	۰٫۰۲
K_2O	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱
مجموع	۹۷٫۹۹	۹۸٫۰۳	۹۸٫۳۲
مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۱۸ اکسیژن			
Si	۴٫۹۹۰	۴٫۹۸۸	۴٫۹۶۷
Ti	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰
Al	۳٫۹۶۷	۳٫۹۵۹	۴٫۰۰۶
Fe^{+2}	۱٫۱۱۵	۱٫۱۲۶	۱٫۱۱۶
Mn	۰٫۰۳۷	۰٫۰۳۰	۰٫۰۳۲
Mg	۰٫۹۱۳	۰٫۹۰۳	۰٫۹۰۵
Ca	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۴۱	۰٫۰۰۴
K	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱
Fe#	۰٫۵۵۰	۰٫۵۵۵	۰٫۵۵۲
Mg#	۰٫۴۵۰	۰٫۴۴۵	۰٫۴۴۸
مجموع	۱۱٫۰۲۶	۱۱٫۰۵۳	۱۱٫۰۳۳

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.683]



شکل۹ موقعیت کردیریت‌های غرب وهنان در نمودار [۱۵].

دما-فشارسنجی

در این پژوهش، از روش‌های تک کانی بیوتیت [۱۶] و زوج کانی گارنت-بیوتیت برای براورد دمای تشکیل سنگ‌های دگرگونی منطقه وهنان استفاده شد [۱۷-۲۵] (جدول‌های ۶ و ۷). تبادل کاتیونی آهن و منیزیم بین کانی‌های گارنت و بیوتیت دماسنج مهمی است که نتایج آن با واسنجی‌های مختلف در جدول ۶ آورده شده است.

نتایج دماسنجی تیتانیم در بیوتیت [۱۶] در جدول ۷ و شکل ۱۰ استفاده شده است. در این روش، دما از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$T(oC) = \{[\ln(Ti) - a - c(XMg)^3]/b\}^{0.333} \qquad (۲)$$

که Ti برابر با تعداد اتم‌های تیتانیم در فرمول ساختاری بیوتیت بر اساس ۲۲ اکسیژن، $a=-2.3594,\ b=4.6482\times 10^{-9}$, $c=-1.7283$ است.

در مجموع می‌توان گفت که دمای تشکیل استارولیت گارنت شیست‌ها بین ۵۱۰ تا ۵۶۰ درجه سانتی گراد است.

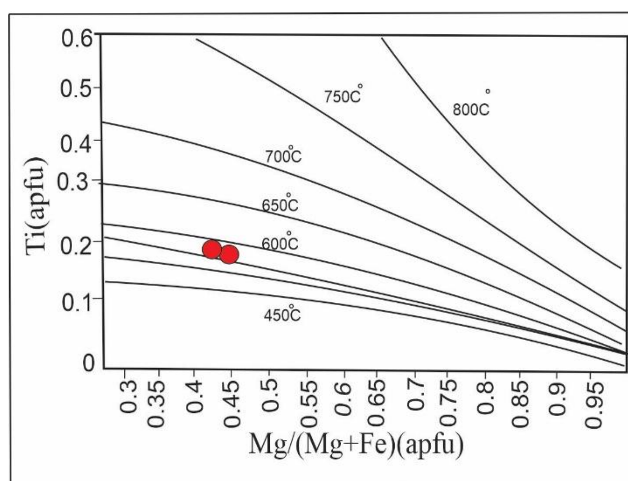
جدول ۶ نتایج دماسنجی (بر حسب درجه سانتی‌گراد) براساس تبادل کاتیونی گارنت- بیوتیت با واسنجی‌های مختلف

واسنجی‌های تبادل گارنت- بیوتیت	P= ۳٫۵ kb	P= ۳٫۵ kb
نمونه	Grt (۱)	Grt (۲)
Ln Kd (Gt - Bi)	۱٫۸۵	۱٫۸۵۸
[۶]	۵۵۴٫۱	۵۵۲٫۲
[۱۷]	۵۰۳٫۷	۵۰۲٫۴
[۱۷]	۵۱۰٫۳	۵۰۸٫۲
[۶]	۵۴۶٫۶	۵۴۴٫۹
[۶]	۵۷۲٫۸	۵۷۱٫۳
[۱۹]	۵۴۶	۵۴۱٫۴
Pigage & Greenwood, 82	۶۴۳٫۹	۶۴۲٫۱
[۲۰]	۵۷۸٫۹	۵۷۷٫۴
[۲۰]	۵۷۰	۵۶۸٫۶
[۲۰]	۵۲۵٫۵	۵۵۱٫۱
[۲۱]	۵۷۲٫۱	۵۷۱٫۵
[۲۱]	۵۵۴٫۶	۵۵۳٫۱
[۲۲]	۵۵۹٫۵	۵۵۵٫۴
[۲۳]	۴۹۲٫۴	۴۸۶٫۸
[۲۳]	۵۶۲٫۴	۵۶۰٫۲
[۲۴]	۴۸۳	۴۷۷٫۹
[۲۵]	۴۹۸٫۷	۴۹۴٫۲
[۲۵]	۴۳۷٫۳	۴۳۱
دمای متوسط	۵۱۲٫۶۶۶	۵۱۲٫۰۸۲

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.683]

جدول ۷ نتایج دماسنجی براساس تک کانی بیوتیت برای سنگ‌های گارنت استارولیت شیست لکه‌ای غرب روستای وهنان.

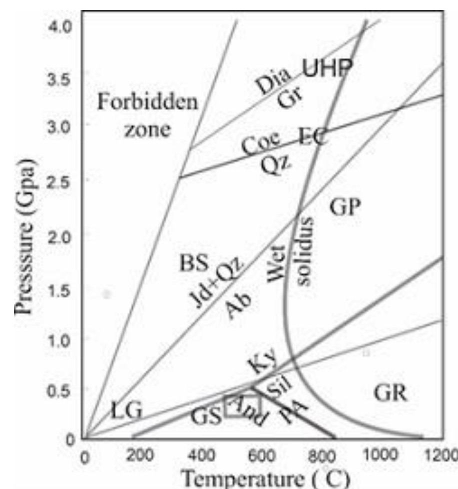
	گارنت استارولیت شیست لکه‌ای		
	Xmg	Ti	T(°C)
بیوتیت (۱)	۰/۴۴	۰/۱۷۸	۵۵۲
بیوتیت (۲)	۰/۴۴	۰/۱۸۴	۵۵۹



شکل ۱۰ نتایج دماسنجی بر پایه مقدار Ti نسبت به Mg/(Mg+Fe) برای سنگ‌های گارنت استارولیت شیست لکه‌ای غرب روستای وهنان.

بحث

بخش‌های عمده ژرف سنگ الوند در ژوراسیک میانی به درون توالی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه مورد بررسی در همدان نفوذ کرده، اسلیت‌ها، فیلیت‌ها و شیست‌های منطقه دچار دگرگونی مجاورتی شده و در نتیجه سنگ‌های هورنفلسی و شیست‌های لکه‌دار پدیدار شده‌اند. دگرگونی مجاورتی از درجه کم تا زیاد در حد رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس تا پیروکسن هورنفلس رخ داده است. گرمای لازم برای دگرگونی مجاورتی از توده‌های بازیک و اسیدی تامین شده است. مجموعه کانیایی نشان می‌دهد که دگرگونی در منطقه وهنان و پیرامون آن به نوع باکان شباهت دارد. دماسنجی براساس مقدار عنصر تیتانیم در ترکیب کانی بیوتیت که امروزه رایج است، نشان می‌دهد که گارنت استارولیت شیست‌های لکه‌ای در دمای حدود ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. شیب زمین گرمایی بیشتر از ۳۰ درجه سانتی‌گراد در هر کیلومتر طی دگرگونی در منطقه پیشنهاد می‌شود. ترکیب آمفیبول در سنگ‌های دگرگونی منطقه کلسیمی است، اما آنها با توجه به مقدار کم آلومینیم از نوع ترمولیت-اکتینولیت هستند. ترکیب گارنت‌ها از مرکز به لبه سیرصعودی برای دو عنصر آهن و منیزیم، کاهش در عنصر Mn و برای Ca افزایش و گاهی کاهش را نشان می‌دهد. این تغییرات با تغییر در مقدار اعضای پایانی آلماندن - پیروپ، گراسولار و اسپسارتین در بلور گارنت همخوانی دارد. بلورهای استارولیت چنان که در متاپلیت‌ها معمول است، در سنگ‌های منطقه مورد بررسی نیز اغلب مقدار Fe بالایی دارند. نتایج بدست آمده با تشکیل گارنت استارولیت شیست‌های غرب وهنان در شرایط رخساره آمفیبولیت همخوانی دارند [۲۶] (شکل ۱۱). کانی‌های موجود در سنگ-های دگرگونی منطقه مورد بررسی طی دو مرحله دگرگونی متبلور شده‌اند. به عبارتی کانی‌هایی چون بیوتیت در هر دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی شرکت کرده‌اند اما گارنت، استارولیت و آمفیبول در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای بررسی شده معمول‌تر هستند و کردیریت بیشتر در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی دیده می‌شود. حضور کانی استارولیت و نبود کانی‌های آلومینوسیلیکات چون کیانیت در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه مورد بررسی، افزون بر اثر ترکیب شیمیایی سنگ مادر می‌تواند مربوط به بالغ نشدن فشار از حدود ۴ کیلوبار طی شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی منطقه باشد.



شکل۱۱ نمودار سنگ‌زایی، و رخساره‌های دگرگونی و گستره دما-فشار سنگ‌های مورد بررسی. شرایط براورد شده برای فشار و دمای مناطق مورد بررسی با مستطیل نشان داده شده است. [۲۶] (ky: کیانیت، Sil: سیلیمانیت، And: آندالوزیت، Ab: البیت، Coa: کوسیت، Jd: جیدیت، Qz: کوارتز، LG: درجه پایین، Gs: رخساره شیست سبز، Bs: رخساره شیست آبی، Ec: رخساره اکلوژیت، UHP: رخساره فشار بسیار بالا، GP: رخساره پیروکسنیت گارنت، GR: رخساره گرانولیت و PA: رخساره آمفوبیلیت پلاژیوکلاز).

برداشت

در مناطق مورد بررسی، ژرف سنگ الوند به درون سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای درجه کم تا متوسط نفوذ کرده و هورنفلس-های دما-بالا در نزدیک توده تشکیل شده‌اند، اما آثار دگرگونی قدیمی به طور کامل محو نشده است. شواهد دگرگونی گرمایی را می‌توان با رشد شکفته بلورهای کردیریت در هورنفلس‌ها و شیست‌های لکه‌دار مناطق غرب وهنان نشان داد. در این منطقه، یک مجموعه از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (اسلیت، گارنت میکا شیست و آمفیبول شیست) و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی (شیست‌های لکه‌دار، میکا هورنفلس، اپیدوت آمفیبول هورنفلس و کردیریت هورنفلس) در گستره‌ی رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت (آلبیت اپیدوت هورنفلس تا هورنبلند هورنفلس) رخنمون دارد. دورتر از توده آذرین، گرهک‌ها و لکه-هایی در اسلیت‌ها دیده می‌شود که ناشی از دگرگونی همبری هستند. با دماسنجی بر پایه تک‌کانی بیوتیت، بیوتیت‌های موجود در گارنت استارولیت شیست لکه‌ای میانگین دمایی حدود °C ۵۵۵ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. در دماسنجی براساس تبادل‌کاتیونی، از دماسنج تبادلی گارنت-بیوتیت (متداولترین دماسنج) استفاده شد، که با این روش، میانگین دمای گارنت استارولیت شیست لکه‌ای منطقه غرب روستای وهنان با واسنجی‌های مختلف حدود °C ۵۱۱ در فشار حدود ۴kbar بدست آمد. نوع دگرگونی منطقه مورد بررسی فشار پایین-دمابالا (LP-HT) است و حضور توده‌های نفوذی در یک قوس ماگمایی می‌تواند عاملی برای ایجاد دگرگونی در مناطق مورد بررسی باشد.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه بوعلی‌سینا انجام شده است که بدین وسیله از ایشان قدردانی می‌نماییم.

مراجع

[1] Alavi M.,. *"Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretations"*, Tectonophysics 229 (1994) 211-238. [doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2]
[2] Mohajjel M., Fergusson C.L., and Sahandi M.R.,. *"Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003)394-412. [doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4]
[3] Berberian M., King G.C.P., *"Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran"*, Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 201-265. [doi.org/10.1139/e81-019]
[4] Gansser A., *"New aspect of the geology in Central-Iran Proc"*, 4th World Petroleum Congress., Rome, sect. IIA., 15/2 (1955) 280-230.
[5] Sepahi A.A., Whitney D.L., Baharifar A.A., *"Petrogenesis of andalusite–kyanite–sillimanite veins and host rocks, Sanandaj– Sirjan metamorphic belt Hamadan, Iran"*, Journal of Metamorphic Geology.,22 (2004) 119-134. [doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00502.x]
[6] Sepahi A.A., Jafari S.R., Osanai Y., Shahbazi H., Moazzen M, *" Age, petrologic significance and provenance analysis of the Hamedan low pressure migmatites, Sanandaj-Sirjan zone, west Iran"*,

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.683]

substitution mechanisms". American Mineralogist Vol. 90 (2005)
316-328. [doi.org/10.2138/am.2005.1498]

[17] Goldman D. S. Y., Albee A.L., *"Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with 18O/16O partitioning between quartz and magnetite"*, American Journal of Science
277 (1977) 750-767.

[18] Holdaway M. J., *"Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet–biotite geothermometer"*, American Mineralogist Vol. 85 (2000) 97-131.
[doi.org/10.2138/am-2000-0701]

[19] Hodges K. V. Y., Spear F. S., *"Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire"*, American Mineralogis Vol. 67 (1982) 1118-1134.

[20] Perchuk L. L. Y., Larent'eva I. V., *"Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite, In: S.K. Saxena (Ed) Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions"*, Advances in Physical Geochemistry 3 (1983) 199-239.

[21] Ganguly J., Saxena S. K., *"Mixing properties of aluminosilicate gamets: constraints from natural and cxperimental data, and applicationst o geothermo-barometry"*, American Mineralogist
69 (1984) 88-97.

[22] Perchuk L. L., Aranovich L. Ya., Podlesskii K. K., Lavrenteva I. V., *"Precambrain granulites of the Alden Shield, eastern Siberia USSR"*, Journal Metamorphic Geololgy 3 (1985) 265–310. [doi.org/10.1111/j.1525-1314.1985.tb00321.x]

[23] Indares A. Y., Martignole J., *"Biotite-garnet geothermometry in granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite"*, American Mineralogist 70 (1985) 272-278.

[24] Dasgupta S., Sengupta P., Guha D., Fukuoka M., *"A refined garnet–biotite Fe–Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 109 (1991) 130–137. [doi.org/10.1007/BF00687206]

[25] Bahattacharya A., Mazumdar A. C., Sen S. K., *"Fe-Mg mixing in cordierite: constraints from natural data and implication for cordierite–garnet geothermometry in granulites"*, American Mineralogist 73 (1992) 338–344.

[26] Stüwe K., *"Geodynamics of the lithosphere: quantitative description of geological problems"*, 2nd ed. Berlin, Heidelberg, Dordrecht: Springer-Verlag (2007) 493p. [doi.org/10.1007/978-3-662-04980-8].

International Geology Review 61 (2019) 1446–1461.[doi.org/10.1080/00206814.2018.1517392]

[7] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M. Ghorbani M, Sepahi A.A., Shang C.K., Vousoughi- Abedini M., *"Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand Plutonic Complex in Sanandaj – Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism"*, Journal of Asian Earth Sciences., 39 (2010) 668-683. [doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.04.014]

[8] Baharifar A.A., Nang Pang K., Lin Chung S., Yoshiyuki Iizuka Y., *" Garnet-Amphibolites Mineralogy and thermobarometry in Aliabad-Damagh (south of Hamedan, Sanandaj-Sirjan Zone)"* Petrological Journal 8(2017) 1-20. [doi.org/10.22108/ijp.2017.82011.0]

[9] Braoud J., Ricou L. E., *"L accident du zagros ou main thrust, un charriage et Un coulissement"*, C. R. Acad- Sci., DS FRA 272 (1971) 203- 206.

[10] Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J., *"An Introduction to the Rock Forming Minerals"*, Longman, London.(1992) 528 p.

[11] Hendry D.A.F., Chivas A.R., Long J.V.P., Reed S.J.B., *"Chemical differences between minerals from mineralizing and barren intrusion from som North American porphyry copper deposits"*, Contribution to Mineralogy and Petrology 89 (1985) 317-329. [doi.org/10.1007/BF00381554]

[12] Chivas A.R., *"Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization"*, Contribution to Mineralogy and Petrology 78 (1981) 389-403. [doi.org/10.1007/BF00375201]

[13] Coogan L. A., Wilson, R. N., Gillis, K. M. and MacLeod, C. J., *"Near solidus evolution of oceanic gabbros: insights from amphibole geochemistry"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 65 (2001)[doi,org10,1016/s0016-7037(01)00714-1]

[14] Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. E., Maresch W. V., Martin R. F., Schumacher J. C. and Welch M. D. *"Nomenclature of the amphibole supergroup"*, American Mineralogist 97 (2012)
2031–2048. [Doi.org/100, 2138/am, 2012, 4276]

[15] Pereira M. D., Bea F., *"Cordierite producing reactions in the Pena Negra Complex, Alvila Batholith, Central Spain: The key role of cordierite in low-pressure anataxis"*, Canadian Mineralogist32 32 (1994) 763-780.

[16] Henry D.J., Guidotti C.V. ,Thomson J.A., *"The Tisaturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti substitution mechanisms implications for geothermometry and Ti-*

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.683]